

2.2

EL PAPEL DE LA ESTRUCTURA EN LA FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN DE UN ACANTILADO COSTERO DEL SURESTE DE MALLORCA (ILLES BALEARS)

Bernadí GELABERT, Pau BALAGUER, Joan J. FORNÓS y Lluís GÓMEZ-PUJOL

Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.

INTRODUCCIÓN

El acantilado costero es uno de los elementos más comunes en la geomorfología litoral de la isla de Mallorca, ocupando el 80% de los 623 km lineales de litoral. A pesar de ello, muy pocos estudios han tratado su origen y su evolución posterior, tanto dentro de un contexto global (Trenhaile, 1987; Sunamura, 1992) como dentro del marco de la Península Ibérica (Yébenes *et al.*, 2002; Zazo *et al.*, 2001). Los escasos estudios se han centrado además en lugares caracterizados por altos acantilados y amplias plataformas marinas con un régimen macro-mareal (Trenhaile, 1980; Gray, 1988, Sunamura, 1992; Cano *et al.*, 1999; Stephenson y Kirk, 1998).

El acantilado costero puede estudiarse desde dos puntos de vista diferentes, pero complementarios. El primero se relaciona con la perspectiva evolutiva, la cual considera un origen primario del acantilado costero, relacionado directamente con su localización tectónica a gran escala (Griggs y Trenhaile, 1994), su estructura geológica, su naturaleza litológica y su historia geológica reciente (Trenhaile *et al.*, 1999). El segundo punto de vista tiene una perspectiva dinámica que enfatiza los procesos (tipo e intensidad) que operan sobre las costas rocosas. La acción del oleaje, la meteorización química, la bioerosión, la contracción-expansión mecánica y los movimientos en masa son algunos de estos procesos (Sunamura, 1992), aunque éstos actúan en escalas espaciales y temporales diferentes. De este modo, el debate se centra actualmente en si el acantilado costero es el producto de la erosión marina o de la erosión subaérea (Stephenson, 2000 a, b; Trenhaile, 2002).

Hasta el presente, en Mallorca, el estudio de la evolución del acantilado se ha centrado en tres aspectos: 1) la monitorización del acantilado, con el seguimiento de los episodios de caídas de rocas y de la desintegración granular de la pared del acantilado (Balaguer, 2005); 2) la influencia de la bioerosión (Villanueva *et al.*, 2000); y 3) el cálculo de las tasas de erosión a partir de técnicas de campo como el “micro-erosion meter” (MEM) y el “laser-scanner” (LS) (Gómez-Pujol, 2006). Actualmente, miembros de nuestro equipo estudian el retroceso del acantilado a partir del empleo de cartografía y fotografía aérea de años o épocas diferentes, partiendo de la metodología de los trabajos de Moore (2000) y Lahousse y Pierre (2003).

La particularidad del presente trabajo radica en que trata del origen y la evolución de un acantilado dentro de un régimen micro-mareal. Asimismo se propone por primera vez un origen tectónico del acantilado, a partir del estudio de una serie de perfiles sísmicos de reflexión, y también un intervalo de tiempo para su edad de formación. En definitiva, los objetivos de este estudio son: 1) dilucidar el origen del acantilado, 2) cuantificar en la medida de lo posible su tasa de retroceso, y 3) discernir si el proceso principal que modela el acantilado es la erosión marina o la subaérea.

CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA ZONA

La costa de la parte oriental de la isla de Mallorca (Fig. 1) se caracteriza por la presencia casi continua de un acantilado costero de 30 km de longitud y una altura variable entre 5 y 56 m. El trazado del acantilado se interrumpe únicamente en las incisiones que efectúan los torrentes que desembocan al mar, dando origen a las calas. El acantilado costero se ha modelado en las calizas arrecifales del Mioceno superior y las eolianitas del Pleistoceno, ambas dispuestas horizontalmente. En cuanto a la topografía submarina cercana al acantilado (Fig. 1) destaca una zona de mayor pendiente hacia el SE (8°) adyacente al acantilado de unos 175 m de anchura, a partir de la cual hay un pequeño escalón de orden métrico que lleva a una zona de suave pendiente (3°) hacia el SE (Fig. 1).

METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos previstos se planteó una campaña de oceanografía marina. El registro continuo de la información y su proceso con el sistema de navegación y adquisición de datos HYPACK, consistió en la obtención de datos de posicionamiento mediante un equipo de recepción GPS Diferencial TRIMBLE AgGPS 132, a los que se unieron los

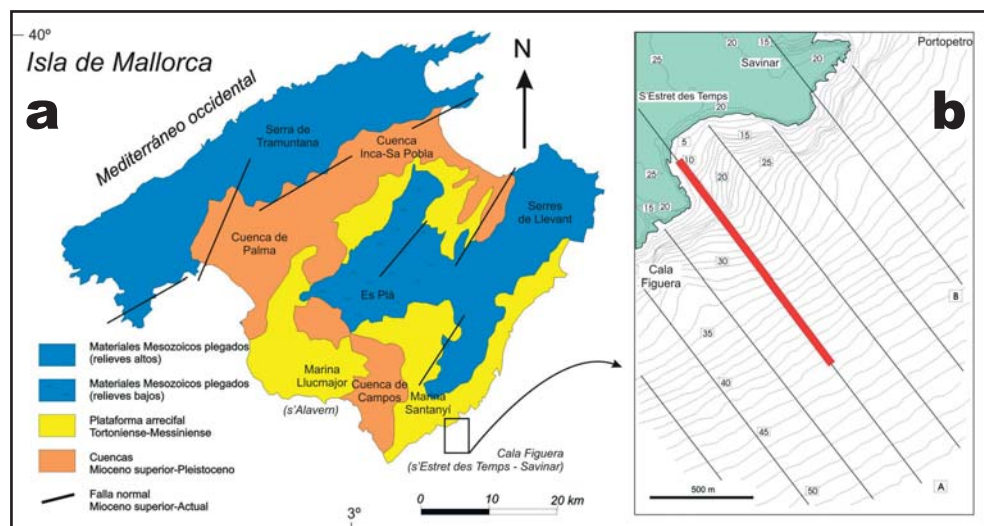


Figura 1. a) Esquema geológico de la isla de Mallorca y localización general de la zona de estudio. b) Topografía y batimetría detallada de la zona de estudio con la posición de los transectos de batimetría y sísmica realizados. El perfil sísmico de la Fig. 2 se realiza con trazado grueso.

datos batimétricos adquiridos con una sonda acústica ECHOTRAC-DF 3200 con una resolución de ± 5 cm que posteriormente fueron corregidos con los datos proporcionados por el mareógrafo del Instituto Español de Oceanografía instalado en el puerto de Palma. A estos valores se añadieron los datos obtenidos mediante un equipo de sismica continua por reflexión de alta resolución Geopulse (175 J), con una penetración media (75 – 100 m) y una gran resolución (0,3 – 0,4 m).

En total se analizaron en el área objeto de estudio, en el SE de Mallorca (s'Estret des Temps), entre Cala Figuera y Portopetro, un total de 51 km de recorrido (Fig. 1b) distribuidos en 21 perfiles paralelos perpendiculares a la línea de costa y separados entre sí 200 m, y uno paralelo a la misma.

De los perfiles obtenidos se han calculado los parámetros morfométricos de los acantilados, que junto con las dataciones obtenidas mediante termoluminiscencia y carbono-14, han permitido obtener las tasas de retroceso medio del acantilado. Los valores así obtenidos, se han comparado con los datos de erosión del acantilado aportados por Balaguer (2003) para la misma zona, correspondientes a la erosión por desintegración granular y deslizamientos en masa.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS EN EL ACANTILADO

En la zona de estudio el acantilado tiene una altura aproximada de 20 metros, es prácticamente vertical y en él afloran los materiales del Mioceno superior y Pleistoceno que presentan una disposición horizontal y unos planos de estratificación muy marcados (Fornós y Pomar, 1982). En la base del acantilado, afloran las calizas arrecifales que presentan una superficie de karstificación en su techo (Fornós, 1999). Sobre esta superficie se dispone una secuencia alternante de calcarenitas y calcisiltitas, de entre 5 y 10 m de espesor, que caracterizan un ambiente de *lagoon* interno. La secuencia carbonatada transgresiva finaliza con un nivel masivo de unos 15 m de espesor formado por calizas oolíticas con estromatolitos. Desde un punto de vista geomorfológico, es de resaltar la diferente respuesta a la erosión mecánica marina de los materiales más blandos de facies lagunar respecto al nivel superior más duro de calizas.

Discordante sobre los depósitos carbonatados del Mioceno aflora una secuencia formada por una alternancia de conglomerados y brechas de origen coluvial y de calcarenitas de origen dunar. Depósitos continentales similares han sido descritos por Nielsen *et al.* (2004) al sur de la zona de estudio y han sido datados mediante técnicas de termoluminiscencia y magnetoestratigrafía. Las excursiones inversas de la polaridad indican que la secuencia representa un intervalo de tiempo comprendido entre los 420 y los 260 ka (es decir, dentro del Pleistoceno medio). Los datos de luminiscencia recogidos por Nielsen *et al.* (2004) indican una edad de 333 ± 70 ka en la base y de 275 ± 23 ka en el techo de la secuencia. Estos datos sugieren que el techo de la secuencia del acantilado se inició durante el MIS 11 y finalizó con anterioridad al MIS 5e (Nielsen *et al.*, 2004).

El segundo aspecto estratigráfico destacable en la zona de estudio es la presencia de dunas adosadas al acantilado, que evolucionan desde las clásicas dunas eco hacia las dunas rampantes (Clemmensen *et al.*, 1997). Su potencia puede alcanzar los 23 m y registran la captura, por parte del acantilado, de la arena carbonatada marina transportada tierra adentro por el viento. Estos depósitos dunares están recubiertos por depósitos de rampa coluvial y finalmente por dunas ascendentes.

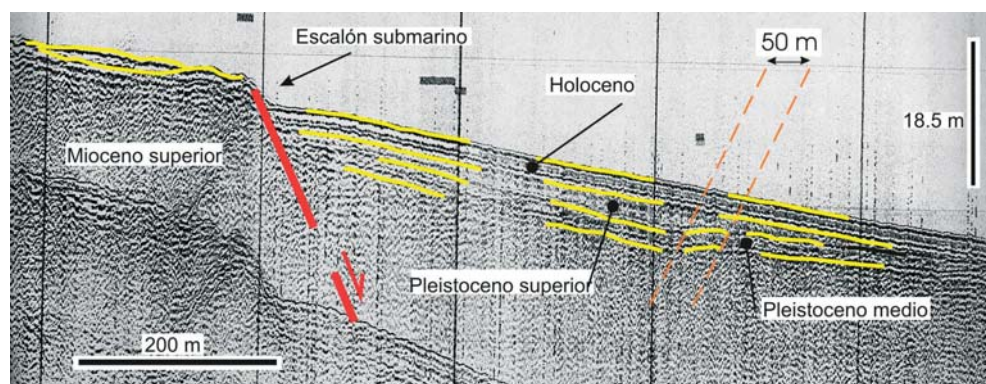


Figura 2. Perfil sísmico de reflexión tipo de la zona de estudio. Situación en la Fig. 1.

Butzer (1975) emplazó esta eolianita adosada al acantilado dentro del “hemiciclo B” formado durante el último periodo glacial. La eolianita recubre una serie de terrazas marinas (con depósitos marinos asociados) formadas durante el último periodo interglacial (Butzer y Cuerda, 1962), sugiriendo una correlación con el MIS 5a. Dataciones mediante radiocarbono de conchas marinas y arena carbonatada, así como conchas terrestres pertenecientes a los depósitos coluviales (Clemmensen *et al.*, 2001), indican que la acumulación de estos depósitos tuvo lugar durante el MIS 3 (40 ka). Los datos de luminiscencia de los mismos autores dan unas edades más antiguas (aproximadamente 60 ka), aunque también apoyan el hecho de que estos depósitos eólicos se formaron durante el último periodo glacial.

CONTROL ESTRUCTURAL

En la Fig. 2 se puede observar el perfil sísmico tipo de la zona estudiada (localización en la Fig. 1). En él se puede apreciar claramente un escalón del fondo del mar que se ha interpretado como una falla extensional con buzamiento hacia el E.

El modelo seguido para la identificación de la morfología de la falla normal interpretada en el perfil sísmico es el de Xiao y Suppe (1992) de evolución del *rollover* y de los sedimentos sintectónicos asociados.

En este modelo, el bloque superior se deforma por colapso creando un pliegue a causa de las inflexiones de la falla. Según el mismo, una superficie axial activa nace de cada punto de inflexión de la falla. Las superficies axiales son las que limitan paneles donde las capas presentan un buzamiento constante. Las superficies axiales activas son el lugar de plegamiento activo y se encuentran fijas al bloque inferior. Las superficies axiales inactivas se encuentran fijas al bloque superior y viajan con él durante el desplazamiento.

Durante el colapso, la superficie axial activa mencionada está orientada paralelamente a la dirección de movimiento de cada partícula relativa al bloque superior. La dirección de colapso del bloque superior coincide con la falla normal antitética o sintética, o con la dirección de las superficies de fricción de Coulomb, orientadas entre 20° y 25° respecto al máximo esfuerzo principal, que en el caso de la deformación extensiva es subvertical. El ángulo de 23° (es decir, 67° respecto la horizontal) es el que se aplica en el modelo y está basado en medidas del ángulo de fricción interna en estudios de mecánica de rocas

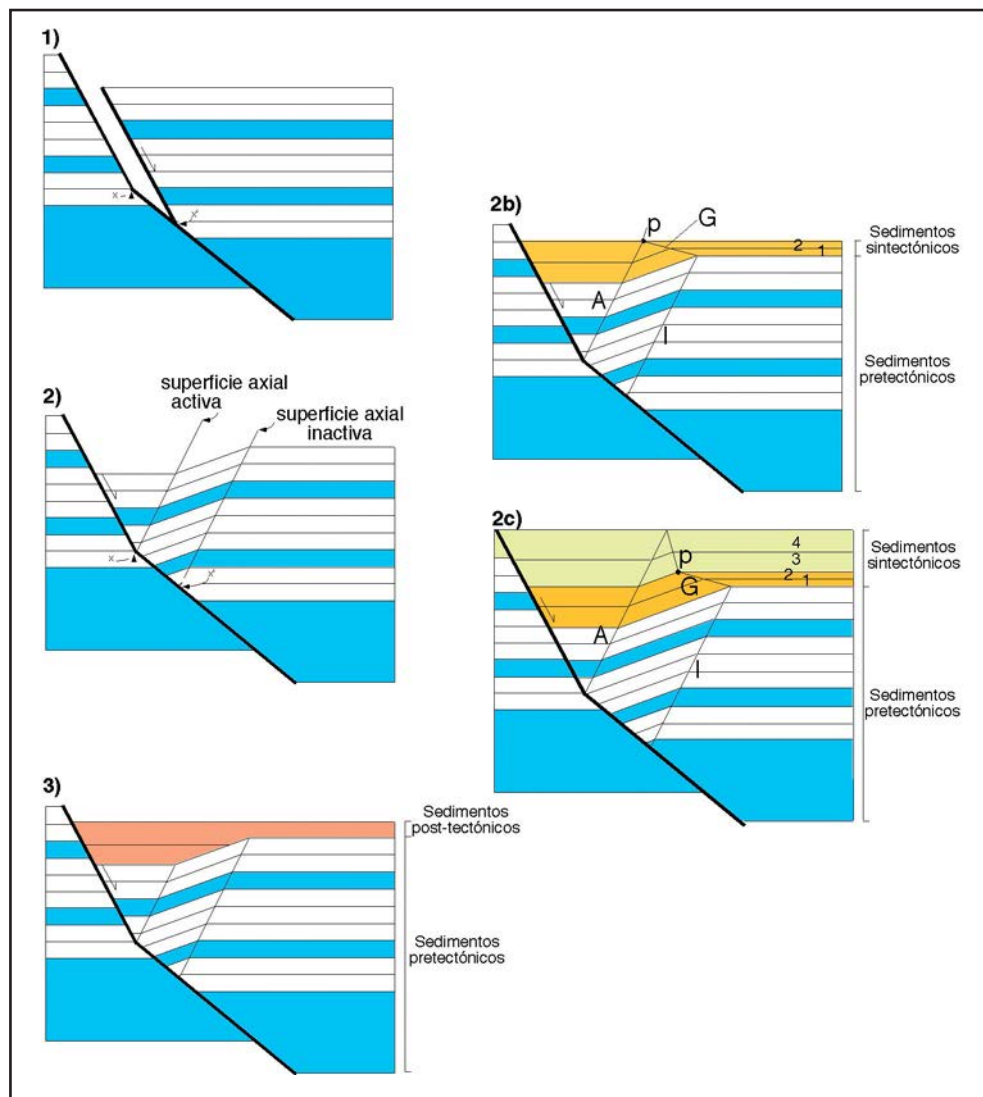


Figura 3. Modelo de deformación del bloque superior de una falla normal con una inflexión cóncava. Si la roca fuera, de una forma irreal, lo suficientemente fuerte, se abriría un hueco al desplazarse el bloque superior (1). En realidad el bloque superior colapsa. El colapso se da en la dirección de la falla normal antitética y es paralelo a la superficie axial (2), formando un pliegue. El mismo modelo con sedimentos sintectónicos se presenta en 2b y 2c, siendo la relación tasa de sedimentación/tasa de desplazamiento de la falla mayor en el caso 2c que 2b. En el apartado 3, el pliegue es fosilizado por sedimentos post-tectónicos. Comparar el caso 3 con el perfil sísmico de la Fig. 2.

(Suppe, 1985). El colapso se da en la dirección de la cizalla antitética para las inflexiones cóncavas de la falla normal (Fig. 3) mientras que para las inflexiones convexas se da en la dirección de la cizalla sintética.

Las superficies axiales siempre se generan a pares, ya que los puntos de interrupción de los bloques superior e inferior también se generan a pares. De este modo, a cada superficie axial activa le corresponde otra inactiva.

La Fig. 3 muestra el efecto de los sedimentos sintectónicos en la morfología del pliegue. La superficie axial inactiva (I) se reorienta al entrar dentro de los sedimentos sintectónicos, los cuales reflejan la progresiva reducción hacia el techo de la amplitud del panel que llega a ser cero en la actual superficie deposicional, donde coinciden las superficies axiales activa (A) e inactiva (I). La superficie axial que conecta estas dos superficies axiales se denomina superficie axial de crecimiento (*growth axial surface*; Suppe *et al.*, 1992). La superficie axial de crecimiento (G) registra en cada capa la posición de la superficie axial activa en el tiempo de la sedimentación. Por ejemplo, la partícula p, depositada a lo largo de la superficie axial activa en la Fig. 3 (2b), cae a lo largo de la superficie axial de crecimiento en un estadio posterior de la deformación (Fig. 3-2c). La inclinación de esta superficie axial de crecimiento depende de la relación entre la tasa de sedimentación y la tasa de desplazamiento a lo largo de la falla: el buzamiento es mayor con un incremento de la sedimentación y decrece con un aumento del desplazamiento de la falla. En la Fig. 3 (2c) se observa cómo los niveles estratigráficos 3 y 4 corresponden a un periodo donde la tasa de sedimentación respecto a la de desplazamiento era mayor que durante el depósito de los niveles 1 y 2. La superficie axial activa de crecimiento (G) refleja claramente el repentino aumento de la tasa de sedimentación mediante un súbito aumento en su inclinación.

En el caso de que se produzca el desplazamiento de la falla sin sedimentación sincrónica asociada, la superficie axial de crecimiento tendrá la misma inclinación que el panel situado entre las superficies axiales activa e inactiva. La sedimentación posterior al desplazamiento de la falla se dispondrá discordantemente sobre el pliegue producido por el desplazamiento (Fig. 3-3).

El modelo de falla extensional lo hemos aplicado al perfil sísmico mencionado. En él se observa cómo el fondo marino forma un claro escalón submarino. El escalón delimita dos

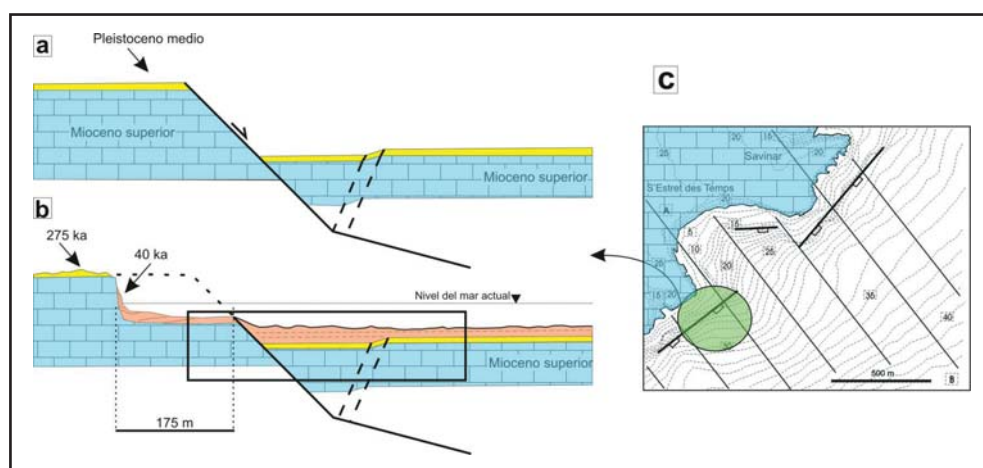


Figura 4. Cortes geológicos evolutivos del acantilado costero. a) Pleistoceno Medio. b) Actual (el rectángulo se corresponde con el perfil sísmico de la Fig. 2. c) Mapa con las principales fallas normales interpretadas de la zona de estudio.

zonas de reflectores sísmicos con distintos atributos. Al norte del escalón, los reflectores inferiores tienen una geometría desorganizada, los reflectores medios son paralelos y de baja frecuencia y alta amplitud y los reflectores superiores (también de baja frecuencia y alta amplitud) *onlapan* los reflectores infrayacentes. Al sur del escalón se pueden diferenciar cuatro unidades: 1) la inferior presenta una geometría desorganizada; 2) la segunda unidad consiste en reflectores muy continuos de alta amplitud y baja frecuencia, buza hacia el SE y está ligeramente plegada; 3) la tercera unidad contiene reflectores transparentes; y 4) la unidad superior consiste en reflectores con buzamiento uniforme hacia el SE, de gran continuidad, alta amplitud y baja frecuencia.

De acuerdo con el modelo expuesto, interpretamos el escalón del fondo del mar en el perfil sísmico, como una falla extensional con buzamiento hacia el E, sin sedimentos sintectónicos asociados y que produce la estructura en semigraben observada en el perfil. La subsidencia inducida en el bloque superior, debido al movimiento a lo largo de la falla, produce un espacio de acomodación en el semigraben (Shaw *et al.*, 1997) que es rellenado con las unidades transparentes (tercera) y la superior; se trata de unidades posteriores al movimiento de la falla. La segunda unidad, ligeramente plegada, y la primera son unidades anteriores al movimiento de la falla. La amplitud del panel plegado se corresponde con el salto de la falla, el cual es de 50 m. De este modo suponemos que el origen del acantilado costero se debe al movimiento de esta falla normal.

EVOLUCIÓN PLEISTOCENA

Una vez definido el origen del acantilado por la presencia de una falla normal interpretada en el perfil sísmico (Fig. 2), hemos de calcular la tasa de retroceso del acantilado a partir del momento de su formación. Como se ha explicado anteriormente, las relaciones estratigráficas entre las calcarenitas del Mioceno y las dos sucesiones de eolianitas permiten el establecimiento de la edad de formación así como de la evolución del acantilado. En este sentido, el Mioceno está recubierto por una secuencia de eolianitas de edad Pleistoceno Medio (275 ka es la edad mas joven obtenida por Nielsen *et al.*, 2004), que se depositaron anteriormente a la formación del acantilado (Fig. 4). El acantilado está fosilizado por otro conjunto de dunas frontales que datan del Pleistoceno superior (40 ka, según Clemmensen *et al.*, 2001). De este modo, el inicio y posterior retroceso del acantilado ha tenido lugar entre los 275 ka y los 40 ka.

En el análisis a gran escala (Fig. 4), la tasa media anual de retroceso del acantilado es de $0,74 \text{ mm a}^{-1}$, teniendo en cuenta que el retroceso se ha producido durante 235 ka, esto es entre los 275 y los 40 ka (la distancia entre el acantilado actual y el escalón submarino –que se corresponde con la falla extensional– es de aproximadamente 175 m).

A partir de los datos aportados por el análisis de los espeleotemas freáticos en cuevas costeras de Mallorca (Fig. 5), se realizó (Tuccimei *et al.*, 2006) el gráfico de las oscilaciones del nivel del mar durante los últimos 250.000 años. Este periodo comprende dos episodios glaciales donde la acción erosiva del mar sobre nuestro acantilado fue prácticamente nula. El último episodio glacial presenta una bajada del nivel del mar de -135 m, indicando una localización de la línea de costa unos 15 km mar adentro de la localización actual. De este modo, los procesos marinos no afectaron el acantilado en estudio durante los periodos con nivel del mar bajo. Si consideramos que el retroceso del acantilado tuvo lugar principalmente durante los periodos con nivel del mar alto en el MIS 5 (aproximadamente 31 ka), el cual en el caso de Mallorca representa un nivel del mar entre 1,5 y 2,5 m por encima del

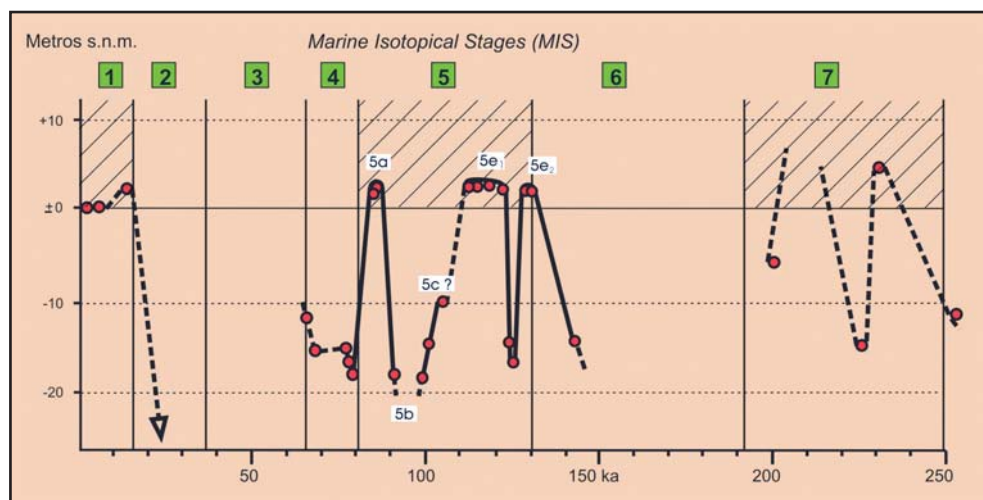


Figura 5. Curva del nivel del mar para los últimos 250 ka en las Islas Baleares (Tuccimei *et al.*, 2006). Las áreas con trazo indican estadios MIS con un nivel del mar más alto que el actual.

nivel actual, la tasa anual de retroceso del acantilado es de $5,6 \text{ mm a}^{-1}$. Si consideramos que el retroceso ha sido causado por los procesos marinos del MIS 5 y el Holoceno (31 ka + 6 ka, respectivamente) la tasa anual de retroceso del acantilado es de $4,7 \text{ mm a}^{-1}$.

El análisis meso-escalar realizado por Balaguer (2005) concluye con un valor de $0,79 \text{ mm a}^{-1}$ para la tasa anual de retroceso del acantilado: $0,1 \text{ mm a}^{-1}$ debido a la desintegración granular y $0,78 \text{ mm a}^{-1}$ debido a las caídas de rocas. Si comparamos los valores medios de retroceso anual obtenidos a partir de los análisis macro y meso escalares, se puede observar que son del mismo orden de magnitud ($0,74 \text{ mm a}^{-1}$ contra $0,79 \text{ mm a}^{-1}$). Estos valores de retroceso no son suficientes para explicar los altos valores de retroceso obtenidos considerando únicamente los periodos con nivel del mar alto ($4,7$ y $5,6 \text{ mm a}^{-1}$). En este sentido, una pluviosidad mucho mayor que la actual y, por tanto, con una tasa de erosión superior a la actual, explicaría el retroceso del acantilado considerando solamente los periodos con nivel del mar alto. De todos modos es evidente que incluso en los periodos con nivel del mar bajo el acantilado está sujeto a los procesos gravitacionales y de erosión propios de las zonas de alta pendiente, aunque sin el proceso de “limpieza” (o remoción de los bloques caídos) que ejerce la influencia marina en la base del acantilado.

La validez de la estimación de la tasa anual de retroceso del acantilado está enfatizada por las tasas obtenidas en otros acantilados calizos a lo largo de todo el mundo, aunque variando ligeramente en función de factores ambientales locales (Woodroffe, 2002). De este modo, han sido calculadas en la costa de Perth por Hodgkin (1964) tasas de retroceso de $0,20$ - $0,10 \text{ mm a}^{-1}$ para calizas y de 1 mm a^{-1} para eolianitas calcáreas y en Barbados (Bird *et al.*, 1979) resultaron unas tasas de $0,5$ - $2,0 \text{ mm a}^{-1}$ para rocas de origen coralino.

CONCLUSIONES

A partir de las relaciones estratigráficas entre las unidades geológicas que afloran a lo largo del litoral SE de Mallorca y de la interpretación de varios perfiles marinos de sísmica de reflexión adyacentes a la costa, se propone el origen tectónico del acantilado costero del SE de Mallorca. Se consideran las fallas normales paralelas a la costa, interpretadas en los perfiles sísmicos, como las responsables de la formación de un acantilado pleistoceno ubicado mar adentro respecto la situación del acantilado actual. El acantilado tiene una edad comprendida entre 275 y 40 ka. Los análisis geométricos del perfil proporcionan una tasa de erosión del acantilado pleistoceno de $0,74 \text{ mm a}^{-1}$ (175 m en 235 ka). El análisis de la tasa de erosión debida a los procesos continentales, como desintegración granular ($0,1 \text{ mm a}^{-1}$) y deslizamientos en masa ($0,78 \text{ mm a}^{-1}$), indica que estos procesos continentales pueden absorber la totalidad del retroceso observado.

Agradecimientos

El presente trabajo es una contribución al proyecto CLG2006-11242-C03-01_BTE financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia-FEDER.

BIBLIOGRAFÍA

- Balaguer, P. (2005). *Tipus i evolució de les costes rocoses de Mallorca*. Tesis Doctoral. Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. Inédita.
- Balaguer, P.; Fornós, J.J. y Gómez-Pujol, Ll. (2002). *Retroceso de los acantilados del Mioceno Superior en la costa sureste de Mallorca: los casos de s'Estret des Temps y s'Alavern*. En: Serrano, E.; García de Celis, A.; Guerra, J.C.; Morales, C.G. & Ortega, M.T. (Eds.). Estudios recientes en Geomorfología (2000-2002). Patrimonio, montaña y dinámica territorial, 341-350. SEG. Valladolid.
- Bird, J.B., Richards, A. y Wong, P.P. (1979). Coastal subsystems of Western Barbados, West Indies. *Geografiska Annaleers*, 61A, 221-236.
- Butzer, K.W. (1975). Pleistocene litoral-sedimentary cycle of the Mediterranean Basin: a Mallorquin view. In: Butzer, K.W., Isaac, G. (eds), *After the Australopithecus*. Mouton Press, The Hague, 25-72.
- Butzer, K.W. y Cuerda, J. (1962). Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implication for the Pleistocenes chronology of the Mediterranean Sea. *Journal of Geology*, 70, 398-416.
- Cano, J., Fumanal, M.P., Ferrer, C., Usera, J., Blázquez, A.M. y Olmo, J. (1999). Evolution of the Southern Coast of Galicia (Spain) over Upper Quaternary. *Zeitschrift für Geomorphologie. N.F.*, 43, 521-540.
- Clemmensen, L.B., Fornós, J.J. y Rodríguez-Perea, A. (1997). Morphology and architecture of a late Pleistocene cliff-front dune, Mallorca, Western Mediterranean. *Terra Nova*, 9, 251-254.
- Clemmensen, L.B., Lisborg, T., Fornós, J.J. y Bromley, R.G. (2001). Cliff-front aeolian and colluvial deposits, Mallorca, Western Mediterranean: a record of climatic and environmental change during the last glacial period. *Bull. Geol. Soc. Den.*, 48, 217-232.
- Fornós, J.J. (1999). Karst collapse phenomena in the Upper Miocene of Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Acta Geologica Hungarica*, 42 (2), 237-250.
- Fornós, J.J., Balaguer, P., Gelabert, B. y Gómez-Pujol, L. (2005). Pleistocene formation, evolution and retreat rates of a carbonate coastal cliff (Mallorca Island, Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, SI 49, 15-21.
- Fornós, J.J. y Pomar, L. (1982). El complejo de manglar del Mioceno Terminal de la isla de Mallorca. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 26, 207-228.
- Gómez-Pujol, Ll. (2006). Patrons, taxes i formes d'erosió a les costes rocoses carbonatades de Mallorca. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. Inédita.
- Gray, J.M. (1988). Coastal cliff retreat at the Naze, Essex since 1874: Patterns, rates and processes. *Proc. Geol. Ass.*, 99, 338-355.

- Griggs, G.B. y Trenhaile, A.S. (1994). Coastal cliffs and platforms. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (Eds). *Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge Univ. Press. Cambridge, 425-451.
- Lahousse, P. y Pierre, G. (2003). Vitesse, rythme et modalités du recul des falaises crayeuses du cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 47(2), 215-234.
- Moore, L.J. (2000). Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, 16, 111-124.
- Nielsen, K.A., Clemmensen, L.B. y Fornós, J.J. (2004). Middle Pleistocene magnetostratigraphy and susceptibility stratigraphy: data from a carbonate aeolian system, Mallorca, Western Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1733-1756.
- Shaw, J.H., Hook, S.C. y Sitohang, E.P. (1997). Extensional fault-bend folding and synrift deposition: An example from the Central Sumatra Basin, Indonesia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81, 3, 367-379.
- Stephenson, W.J. y Kirk, R.M. (1998). Rates and patterns of erosion on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 1071-1085.
- Stephenson, W.J. y Kirk, R.M. (2000a). Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand I: the role of waves. *Geomorphology*, 32, 21-41.
- Stephenson, W.J. y Kirk, R.M. (2000b). Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Islands, New Zealand II: the role of subaerial weathering. *Geomorphology*, 32, 43-56.
- Sunamura, T. (1992). *Geomorphology of rocky coasts*. Wiley. Chichester.
- Suppe, J. (1985). *Principles of structural geology*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 537 p.
- Suppe, J., Chou, G.T. y Hook, S.C. (1992). Rates of folding and faulting determined from growth strata. *Thrust tectonics*. Ed. K. McClay, 105-121.
- Trenhaile, A.T. (1980). Shore platforms: a neglected coastal feature. *Progress in Physical Geography*, 4, 1-23.
- Trenhaile, A.T. (1987). *The geomorphology of rocky coasts*. Clarendon Press. Oxford, 393 p.
- Trenhaile, A.T. (2002). Rock coast with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology*, 48, 7-22.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, M.C., Ginés, A., Gràcia, F., Fornós, J.J. y Taddeucci, A. (2006). Last interglacial sea level changes in Mallorca island (Western Mediterranean). High precision U-series data from phreatic overgrowths on speleothems. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50 (1), 1-21.
- Villanueva, G., Balaguer, P., Baldo, M., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. y Pons, G.X. (2000). Importancia de la bioerosión en la evolución del litoral rocoso: efecto de Melaraphe neritoides y Monodonta turbinata en el litoral de Mallorca y norte de Cataluña. *Geotemas*, 1, 299-302.
- Woodroffe, C.D. (2002). *Coasts, Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press. Cambridge. 627 p.
- Xiao, H. y Suppe, J. (1992). Origin of rollover. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76, 4, 509-529.
- Yébenes, A., Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A. y Soria, J.M. (2002). Sea cliffs resulting from late Miocene extensional tectonics: the Serra Gelada case study (Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 42, 197-211.
- Zazo, C., Maestro, A., Díaz del Río, V., Goy, J.L. y Somoza, L. (2001). Geomorfología litoral y de la plataforma continental. In: Gómez-Ortíz y Pérez-González, A (eds): *Evolución reciente de la Geomorfología Española (1980-2000)*, Barcelona, Spain, SEG, 97-138.

Anexo 2.2

Itinerario y paradas complementarias

Parada 1. Cala Figuera - s'Estret des Temps

La costa de la parte oriental de la isla de Mallorca se caracteriza por la presencia casi continua de un acantilado costero de 30 km de longitud y una altura variable entre 5 y 56 m. El trazado del acantilado de origen tectónico se interrumpe únicamente en las incisiones que efectúan los torrentes que desembocan al mar, dando origen a las calas. El acantilado costero se ha modelado en las calizas arrecifales del Mioceno superior y las eolianitas del Pleistoceno, ambas dispuestas horizontalmente.

En esta zona de la costa del término municipal de Santanyí, en la base del acantilado, afloran las calizas arrecifales que presentan una superficie de karstificación en su techo. Sobre esta superficie se dispone una secuencia alternante de calcarenitas y calcisiltitas, de entre 5 y 10 m de espesor, que caracterizan un ambiente de *lagoon* interno. La secuencia carbonatada transgresiva finaliza con un nivel masivo de unos 15 m de espesor formada por calizas oolíticas con estromatolitos. Desde un punto de vista geomorfológico, es de resaltar la diferente respuesta a la erosión mecánica marina de los materiales más blandos de facies lagunar respecto al nivel superior más duro de calizas.

En algunas zonas se ha detectado la presencia de dunas adosadas al acantilado, que evolucionan desde las clásicas dunas eco hacia las dunas rampantes. Su potencia puede alcanzar los 23 m y registran la captura, por parte del acantilado, de la arena carbonatada marina transportada tierra adentro por el viento. Estos depósitos dunares están recubiertos por depósitos de rampa coluvial y finalmente por dunas ascendentes. La disposición estratigráfica de los sistemas dunares relacionados con el acantilado permiten acotar la edad de formación del mismo dentro del Pleistoceno medio.

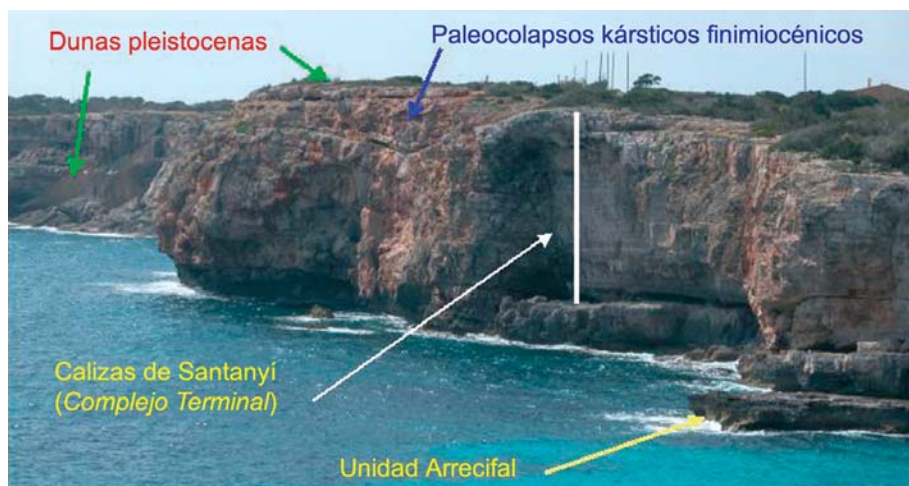


Figura 1. Vista panorámica de los acantilados meridionales de Cala Mondragó.